



Permoskythische Sandsteinvererzungen aus den Ost- und Südalpen Österreichs

Von JOHANN GEORG HADITSCH & KARL KRAINER*)

Mit 4 Abbildungen und 4 Tafeln

Herrn em. o. Prof. Dr. Ing.
ALBRECHT WILKE (TU Berlin)
zur Vollendung seines 80. Lebensjahres gewidmet

Österreich
Ostalpen
Südalpen
Arlberggebiet
Karawanken
Permoskyth
Sandstein
Vererzung

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 143, 144, 212

Inhalt

Zusammenfassung	13
Abstract	13
1. Einleitung	14
2. Lage der untersuchten Erzvorkommen	14
2.1. Obojniggraben (Karawanken)	14
2.2. Stanzertal (Arlberggebiet)	14
3. Stratigraphie und Sedimentologie der vererzten Sandsteine	14
3.1. Obojniggraben (Karawanken)	14
3.2. Stanzertal (Arlberggebiet)	15
4. Erzmineralisationen	16
4.1. Obojniggraben (Karawanken)	16
4.2. Stanzertal (Arlberggebiet)	16
5. Bemerkungen zur Genese der Lagerstätten	19
Literatur	28

Zusammenfassung

An zwei Beispielen werden die disseminierten Sandsteinvererzungen, die in den permoskythischen Sedimentabfolgen der Ost- und Südalpen weit verbreitet sind, kurz dargestellt. Es sind dies die Cu-Mineralisationen in Sandsteinen der südalpinen Gröden-Formation (Oberperm) im Obojniggraben (Karawanken, Kärnten) und in Quarziten des Alpinen Buntsandsteins (Skyth) im Stanzertal auf der Südseite der Lechtaler Alpen (Tirol).

Die oberpermischen Kupfersandsteine des Obojniggrabens stellen nach Form und Inhalt Mineralisationen des Red-bed-Typus dar.

Die schichtgebundenen Kupfermineralisationen im Stanzertal sind hingegen syn- und epigenetische Bildungen. Diese Fahlerzmineralisationen sind primär aus deszendenden, zirkulierenden, niedrigthermalen und aus hypogenen Lösungen entstanden. Entsprechend handelt es sich um deutero- und diagenetische und auf Grund ihrer supergenen Alterationen auch um mesogene Mineralisationen.

Ore Mineralizations in Permoskythian Sandstones in the Eastern and Southern Alps (Austria)

Abstract

Two examples of disseminated sandstone mineralizations, which are wide-spread in Permian and Early Triassic (Scythian) clastic sediments of the Eastern and Southern Alps, are briefly described: Cu-mineralizations in sandstones of the South Alpine Gröden Formation (Later Permian) from the Obojniggraben (Karawanken Mountains, Carinthia) and in quartzites of the southern Lechtal Alps (Tyrol).

The copper sandstones of the Obojniggrabens represent ore mineralizations of the red-bed-type, according to shape and ore formation.

The strata-bound copper deposits in the Arlberg region (Stanzertal) are syndiagenetic and epigenetic formations. These Fahlerz mineralizations are primarily formed partly from descending, circulating, low hydrothermal solutions, and partly from solutions of hypogene origin. For this reason these copper mineralizations have deutero- and diagenetic character, and due to the supergenetic alterations a mesogene character, too.

*) Anschrift der Verfasser: Univ.-Prof. Dr. JOHANN GEORG HADITSCH, Mariatroster Straße 193, A-8043 Graz; Univ.-Doz. Dr. KARL KRAINER, Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck.

1. Einleitung

Vererzungen, besonders Kupfermineralisationen, sind in permischen und untertriadischen (skythischen) klastischen Sedimenten der Ost- und Südalpen recht häufig anzutreffen. Es handelt sich dabei durchwegs um sehr kleinräumige Vererzungen, die auch in der Vergangenheit kaum jemals eine größere wirtschaftliche Bedeutung erlangten, obwohl sie fast durchwegs beschürft wurden.

Über die Paragenese, die Verteilung der Erze in den Sedimenten und die Entstehung dieser Erzmineralisationen ist relativ wenig bekannt.

In der vorliegenden Arbeit sollen zwei Beispiele für disseminierte Sandsteinvererzungen herausgegriffen und kurz dargestellt werden, nämlich die Fahlerzvererzungen in Sandsteinen der oberpermischen südalpinen Gröden-Formation im Obojniggraben (Karawanken, Kärnten) und in skythischen Quarziten (Alpiner Buntsandstein) des Stanzertales (Tirol).

genden roter tonig-siltiger Schiefer gebunden, der in einem kleinen, nach Osten hinaufführenden Seitengraben teilweise aufgeschlossen ist.

2.2. Stanzertal (Arlberggebiet)

Die untersuchten Vererzungen treten in weißen Quarziten auf, die am Top der Hangendquarzite (Alpiner Buntsandstein) den roten Quarziten zwischengeschaltet sind und sich mit diesen verzahnen. Alle Vorkommen liegen auf der nördlichen Talseite:

- Flirscher Skihütte östlich von Flirsch (einige m oberhalb der Hütte in ca. 1880 m SH),
- im Rammlestobel (nordöstlich von Flirsch) in ca. 1700 m SH und
- im Steißbachtal auf der nördlichen Talseite in ca. 1900 m SH (nordwestlich von St. Anton am Arlberg).

2. Lage der untersuchten Erzvorkommen

2.1. Obojniggraben (Karawanken)

Die Vererzung tritt in Sandsteinen der südalpinen Gröden-Formation auf und liegt in ca. 745–755 m SH im Obojniggraben (E. KRAJICEK, 1940; F.K. BAUER, 1981: Blatt 3).

Die Gröden-Formation ist im Obojniggraben stark tektonisch gestört und besteht hauptsächlich aus roten, tonig-siltigen Sedimenten mit zwischengeschalteten feinkörnigen Konglomeraten und Sandsteinen.

Die Kupfervererzung ist an einen vermutlich mehrere m mächtigen hellen Sandsteinhorizont im unmittelbaren Lie-

3. Stratigraphie und Sedimentologie der vererzten Sandsteine

3.1. Obojniggraben (Karawanken)

Aufgrund der schlechten Aufschlußverhältnisse können über Sedimentstrukturen und somit über die fazielle Ausbildung keine Angaben gemacht werden.

Laut W. BUGGISCH (1978) kommt es in den Westkarawanken bereits im untersten Teil der Gröden-Formation zu einer marinen Transgression, sodaß die beschriebenen Sandsteine möglicherweise bereits flachmarine Ablagerungen darstellen. Die Sedimente der Gröden-Formation der Bletterbach-Schlucht (Südtirol) werden zeitlich in das oberste Capitanian/Abadehian bis Dorashamian-Changxingian (Oberstes Mittel- und Oberperm) eingestuft (F. MASSARI et al., 1988); in den Karawanken dürften die Verhältnisse ähnlich sein.

Die Sandsteine sind aufgrund ihrer petrographischen Zusammensetzung als arkosische Arenite, teilweise auch als Arkosen zu bezeichnen (Klassifikation nach F.J. PETTIJOHN et al., 1973, 1987). Es sind fein- bis grobkörnige Sandsteine, mäßig bis gut sortiert, die Komponenten sind überwiegend subangular, teilweise auch angular und subgerundet.

Die Sandsteine bestehen aus monokristallinen Quarzen, wobei teilweise eindeutige Porphy Quarze nachweisbar sind, sowie aus polykristallinen Quarzen metamorphen Ursprungs. Metamorphe Gesteinsbruchstücke in Form von Quarz-Feldspat-Verwachsungen sind ebenfalls enthalten. Interessant ist der recht bedeutende Anteil an sauren vulkanischen Gesteinsbruchstücken, die meist aus umkristallisierter vulkanischer Grundmasse bestehen und vereinzelt Einsprenglinge (v.a. Quarz, auch mehr oder weniger zersetzte Feldspäte und Biotit) enthalten. Es handelt sich dabei um typische Aufarbeitungsprodukte saurer unterpermischer Vulkanite.

Auffallend hoch ist der Gehalt an detritischen Feldspäten, die allerdings bereits mehr oder weniger stark zu Phyllosilikaten umgewandelt sind. Überwiegend handelt es sich um Kalifeldspäte. Die detritischen Feldspäte sind meist unverzwilligt, vereinzelt können polysynthetische Zwillinge und Karlsbader Zwillinge beobachtet werden. Selten sind auch Schachbrettalbite und perthitische Feldspäte enthalten.

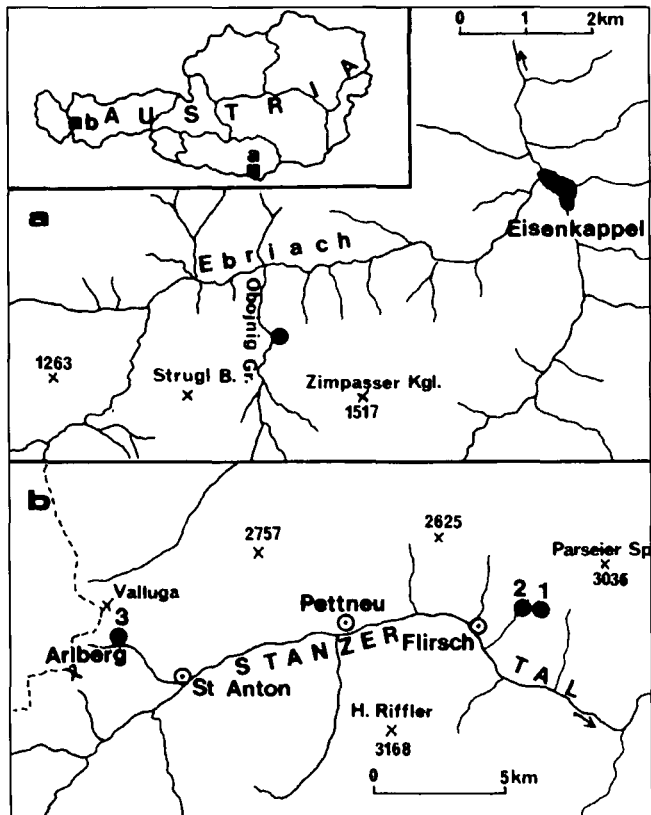


Abb. 1. Lage der untersuchten Erzvorkommen.

a) Obojniggraben

b) Stanzertal; 1: Flirscher Skihütte, 2: Rammlestobel, 3: Steißbachtal.

Detritische Glimmer (Muskowit, untergeordnet Biotit) sind in geringen Mengen vorhanden, akzessorisch konnten Turmalin und Zirkon beobachtet werden.

Die Grundmasse besteht aus einer feinkörnigen Matrix (v. a. Phyllosilikate), die teilweise diagenetischen Ursprungs ist (diagenetische Umwandlung von Feldspäten und auch vulkanischen Gesteinsbruchstücken zu Phyllosilikaten).

Selten sind authigene Anwachssäume um detritische Quarz- und Feldspatkörner zu beobachten, vereinzelt auch Chlorit-Neubildungen.

In einzelnen Proben tritt fleckenweise grobblockiger Karbonatzement auf, der randlich Quarz und Feldspäte verdrängt. Neben der Matrix und den verschiedenen Zementmineralen treten im Porenraum der Sandsteine auch fein verteilte Opazite auf. Hin und wieder sind diese Opazite auch fein verteilt in detritischen Feldspäten (als Verdränger) enthalten.

Die petrographische Zusammensetzung ist sehr ähnlich jener von Sandsteinen der Gröden-Formation des Bletterbachprofils in Südtirol (siehe F. MASSARI et al., 1988).

3.2. Stanzertal (Arlberggebiet)

Im Stanzertal treten Vererzungen auf

- a) in permischen Sedimenten („Serie des Alpinen Verrucano“)
- b) in skythischen Quarziten (Alpiner Buntsandstein).

Generell kann die rund 350 m mächtige permoskythische Sedimentabfolge im Stanzertal in folgende lithostratigraphische Einheiten untergliedert werden (Abb. 2):

- a) „Basisbreccie“: diese liegt primär sedimentär auf dem variszisch gefalteten Basement („Silberne“ bzw. „Bunte Phyllite“) und besteht aus einer bis zu mehrere Zehnermeter mächtigen Abfolge aus polymikten Breccien, am Top treten vereinzelt geringmächtige saure Vulkanite auf (Igmibrilage, Tuffe und Tuffite; siehe V. STINGL, 1981, 1982; K. KRÄINER, 1981, 1982). Die Basisbreccie ist in das Unterrotliegend zu stellen und ist ein Äquivalent der Laas-Formation des Drauzuges (K. KRÄINER, 1990) bzw. der Werchzirm-Formation der Gurktaler Decke (K. KRÄINER, 1987b).
- b) Auf die Basisbreccie folgt die „Serie des Alpinen Verrucano“, eine bunte Folge von Konglomeraten, Sandsteinen und Tonschiefern, charakterisiert durch das Auftreten von Aufarbeitungsprodukten saurer unterpermischer Vulkanite (siehe V. STINGL, 1981, 1982). Diese Abfolge entspricht stratigraphisch der Gröden-Formation des Drauzuges bzw. der Gurktaler Decke (K. KRÄINER, 1985, 1987a,b, 1989).
- c) Darüber folgt mit einer scharfen Grenze die „Hangende Quarzitserie“, die zeitlich in das Skyth zu stellen ist, stratigraphisch dem Alpinen Buntsandstein und der Werfen-Formation im östlichen Teil der Nördlichen Kalkalpen (z.B. STINGL, 1984, 1987) bzw. im Drauzug und innerhalb der Gurktaler Decke (K. KRÄINER, 1985, 1987a,b, 1989) entspricht und von Rauhwacken der Reichenhaller Formation überlagert wird. Die Mächtigkeit der Hangenden Quarzitserie beträgt rund 100 m.

In der „Serie des Alpinen Verrucano“ tritt eine Fahlerzgangvererzung auf (siehe V. STINGL, 1981, 1982 und H. MOSTLER et al., 1982).

In den Skythquarziten (Alpiner Buntsandstein) ist von mehreren Stellen (Flirscher Skihütte, Rammlestobel und

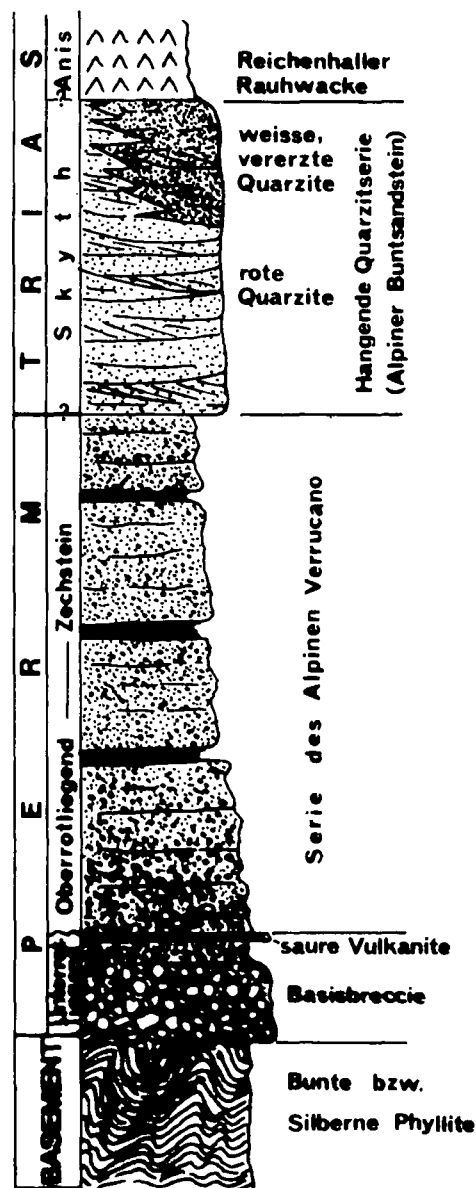


Abb. 2. Stratigraphisches Übersichtsprofil durch die permoskythische Sedimentabfolge im Stanzertal.

Steißbachtal) eine disseminierte Fahlerzvererzung bekannt, die im Folgenden näher beschrieben wird.

Diese disseminierte Fahlerzvererzung tritt nur in den weißen Quarziten auf, die am Top der Hangenden Quarzitserie den roten Quarziten eingeschaltet sind und sich mit diesen verzahnen (ähnlich wie im Montafon, wo die skythischen Quarzite ebenfalls eine mechanisch-sedimentäre Cu-Vererzung enthalten (J.G. HADITSCH et al., 1978).

Bei den weißen Quarziten handelt es sich überwiegend um fein- bis mittelkörnige Sandsteine, an Sedimentstrukturen sind hin und wieder Horizontal- und Schrägschichtung erkennbar. Die Sandsteine sind überwiegend als Quarzarenite bis Sublitharenite zu bezeichnen, einzelne feinkörnige Lagen sind sehr feldspatreich und dementsprechend als arkosische Arenite bis Arkosen anzusprechen. Die Sandsteine sind meist gut sortiert, die Komponenten häufig subgerundet bis gerundet. Mono- und polykristalline Quarze sind die häufigsten detritischen Komponenten. Die monokristallinen Quarze sind meist undulös, vereinzelt sind Porphy Quarze zu beobachten. Alle po-

lykristallinen Quarze sind metamorphen Ursprungs. Vulkanische Gesteinsbruchstücke – es handelt sich um Aufarbeitungsprodukte saurer permischer Vulkanite – treten nur untergeordnet auf. Metamorphe Gesteinsbruchstücke sind sehr selten. Detritische Feldspäte treten in der Regel ebenfalls nur in geringen Mengen auf, lediglich in einigen feinsandigen Lagen sind detritische Feldspäte ein häufiger Bestandteil der Sandsteine. Es handelt sich überwiegend um Kalifeldspäte, die z. T. recht frisch sind und nicht selten authigene Anwachssäume aufweisen. Die detritischen Feldspäte sind durchwegs unverzwilligt, nur ganz selten sind Mikroklingitter zu beobachten. Teilweise sind die detritischen Feldspäte (vor allem in Sandsteinen mit geringen Feldspatgehalten) schon stärker zersetzt.

Detritische Glimmer (Muskovit) sind selten, akzessorisch sind häufig Turmalin (z. T. mit authigenen Anwachssäumen) und Zirkon, seltener Apatit zu beobachten. Die Matrix besteht aus einem feinkörnigen Phyllosilikatgemenge mit feinem Quarzzerreißel. Das Auftreten von neu gesproßtem Pyrophyllit weist auf eine alpidische anchimetamorphe Überprägung der Sedimente hin (V. STINGL, 1981, 1982). An Diageneseprozessen ist vor allem die Bildung von Quarzement in Form authigener Anwachssäume zu nennen. In feldspatreichen Lagen kam es auch zur Bildung authigener Feldspatanwachssäume um detritische Feldspatkörner, ähnlich wie in den skythischen Sandsteinen des Drauzuges (vgl. K. KRÄINER & Ch. SPÖTL, 1989). Fleckenweise tritt grobspätiger Karbonatzement auf, der randlich Quarz und Feldspäte verdrängt. Der diagenetische Abbau von detritischen Feldspäten, besonders in den feldspatarmen Sandsteinen, ist ebenfalls zu erwähnen.

Während der Diagenese entstanden zunächst die authigenen Feldspatanwachssäume, dann die authigenen Quarzanwachssäume. Grobspätiger Karbonatzement wurde als letzte Phase in einem späten Diagenesestadium gebildet. Neben Matrix und den verschiedenen Zementmineralen tritt im Porenraum der Sedimente stellenweise auch disseminiertes Erz auf.

Aufgrund des recht hohen textuellen Reifegrades und der ähnlichen Diageneseprozesse, wie sie aus marinen Sandsteinen des Alpenen Buntsandsteines im Drauzug bekannt sind (K. KRÄINER, 1987a; K. KRÄINER & Ch. SPÖTL, 1989) kann für die weißen Quarzite ein flachmarines Ablagerungsmilieu angenommen werden.

4. Erzmineralisationen

4.1. Obojnigraben (Karawanken)

Über diese Vererzung und die bergbaulichen Tätigkeiten gibt es neben einigen unveröffentlichten Berichten, vor allem aus der Zeit der letzten Betriebsperiode (1938/39), einige Veröffentlichungen. So gibt es u. a. einige Notizen von F. SEELAND (1876), A. BRUNLECHNER (1884), F. TELLER (1898) und eine ausführlichere Darstellung von E. KRAJICEK (1940). Auch aus diesen Unterlagen geht hervor, daß die Vererzung, wie schon eingangs angedeutet, streng an einen hellen Sandstein gebunden ist; tonig-siltige Bereiche der Sedimentabfolge blieben unvererzt. Ein starker Fazieswechsel des Erzträgers und die postgenetische Tektonik bewirkten die Absetzbarkeit der Erzmineralisation.

Die Vererzung wurde seit den Sechziger- und Siebzigerjahren des vergangenen Jahrhunderts mehrmals beschürft (so auch während des 1. Weltkrieges und zuletzt

im Jahr 1939) und durch einen Tagbau und mehrere Stollen aufgeschlossen.

Als die wichtigsten Erzminerale sind blauer und lamellarer Kupferglanz (dazu: E. KRAJICEK, 1940: 51, 52) in bis zu 0,1 mm großen Körnern und ebenso groß werdender Bornit zu nennen. Daneben wurden auch gediegenes Silber, Kupferindig, Kupferkies, Tenorit, Malachit und Azurit beschrieben. E. KRAJICEK (1940) vermutete, daß ursprünglich wahrscheinlich nur die (relativ armen) malachitischen Erze hereingewonnen und an Ort und Stelle naßmetallurgisch zugute gebracht worden seien.

Der Halt der Erze wurde mit 13 Masse-% Cu und 0,026 % Silber (A. BRUNLECHNER, 1884: 33) und nach elf Analysen aus dem Jahre 1938 für Armerze mit 0,90 Masse-% Cu (für malachitisches Erz) bis 1,5 % Cu, für ein malachitisches, fast sulfidfreies und im 1. Weltkrieg bebautes Erz mit 2,32 % Cu, für arme sulfidische Erze mit 3,54 und 3,75 % Cu (Taf. 2, Fig. 1, 2), und der Durchschnittsgehalt der Reicherze mit 10–15 Masse-% Cu angegeben (E. KRAJICEK, 1940: 52).

Als Lagerarten wurden bisher Quarz, Kalkspat, Glimmer (Muskovit, Biotit, Chlorit), Plagioklas, Zoisit, Granat, Titanit und Rutil genannt. Die Vererzung folgte hauptsächlich den Intergranularen. Fallweise können auch geringfügige Verdrängungen des Altbestandes beobachtet werden. Nach der ersten Erzmineralisation, die auch mit einer Rutilbildung (max. 0,02 mm große Körner auf Kosten des Titanits) einherging, kam es zu einer bruchhaften Deformation (Taf. 2, Fig. 3). Die neugebildeten Rupturen wurden später durch Zementations- und Oxydationserze (Covellin bzw. Malachit, Azurit, Goethit) ausgeheilt (Taf. 2, Fig. 4).

E. KRAJICEK (1940: 53) machte als erster auf die auch durch diese Untersuchung belegte Ähnlichkeit der Mineralisation des Obojnigrabens mit den Sanderzen des Sangerhauser Raumes aufmerksam, und O.M. FRIEDRICH betonte bereits 1953 (p. 403) deren nichtalpidische Genese.

4.2. Stanzertal

Der Gröden-Formation mit der Vererzung des Obojnigrabens entspricht stratigraphisch im Arlberggebiet die „Serie des Alpenen Verrucano“. Aus dieser Serie ist am Arlberg eine Fahlerz-Gangmineralisation bekannt geworden, die dem Typ der polymetallischen Kupferkies-Fahlerzlagertstätten der Nördlichen Grauwackenzone (J.G. HADITSCH, 1979: 24) ähnlich ist: Gand. Zwei weitere Vererzungen, ebenfalls mit Fahlerz und Kupferkies, heute nicht mehr auffindbar bzw. unzugänglich, entsprechen nach dem bisher über sie bekannt Gewordenen stratigraphisch und dem Vererzungstyp nach Gand: Kohlwald bei Flirsch, Lattenbachtobel (W. HAMMER, 1918: 234, 1920: 82; V. STINGL, 1981: 67).

V. STINGL (1981) stellte fest, daß die Vererzung von Gand im Gegensatz zur Ansicht S. TISCHLERS (1977: 15) gangförmig auftritt und auch nicht, wie dies E.P. MATTHIAS (1961: 9) und K. VOHRZYKA (1968: 67) annahmen, an Störungsmylonite im Verrucano gebunden ist. Neben einer konkordanten Vererzung konnte V. STINGL (1981) in Gand auch diskordante, grobe Sandsteine, aber auch tonreichere Bereiche durchschlagende Mineralisationen nachweisen.

Die Mächtigkeit der Gänge, besser: vererzten Klüfte, ist allgemein aber gering: Vielfach beträgt sie nur wenige cm, die größte Mächtigkeit liegt bei rund 20 cm. Die Gänge sind sehr inhomogen aufgebaut, zudem zeigt sich eine natürliche, syngenetische Erzverdünnung in der Form,

daß geringermächtige Klüfte stärker, d. h. in Form von cm-großen Butzen, vererzt sind als mächtigere, in denen die Erzminerale als Funken mehr oder minder gleichmäßig in der Gangart verteilt sind.

Durch vier chemische Analysen (E. SCHROLL & N. AZER IBRAHIM, 1961: 82, 83; V. STINGL, 1981: 69) konnte die unterschiedliche Zusammensetzung des Fahlerzes nachgewiesen werden. Neben dem Fahlerz beschrieb V. STINGL auch rhombischen Kupferglanz, Bornit, Kupferkies, Neodigenit und Covellin, außerdem noch Baryt, Siderit, Malachit, Azurit und Limonit.

V. STINGL (1981: 80) erachtete für die Lagerstätte Gand eine hydrothermale Zufuhr der vererzenden Lösungen als die wahrscheinlichste Möglichkeit der Genese, wobei für die Bildung der Klüfte und deren Vererzung ein altalpidisches, vorgosauisches Alter angenommen wurde. R. FELLERER (1964: 838) erwähnte vom neuen Weg zur Neßleralm in 1463 m SH

„... eine 0,4 m mächtige Lage aus ... Quarzgeröllen ..., die infolge tektonischer Zerrüttung leicht zerfallen. Die Gerölle werden von reichlich Fahlerz verkittet.“

V. STINGL (1981: 68, 69) bemerkte dazu, daß die angegebene Stelle

„... inmitten einer Abfolge von homogenen oberpermisch bis skythischen Quarziten ...“

liege, Konglomerate

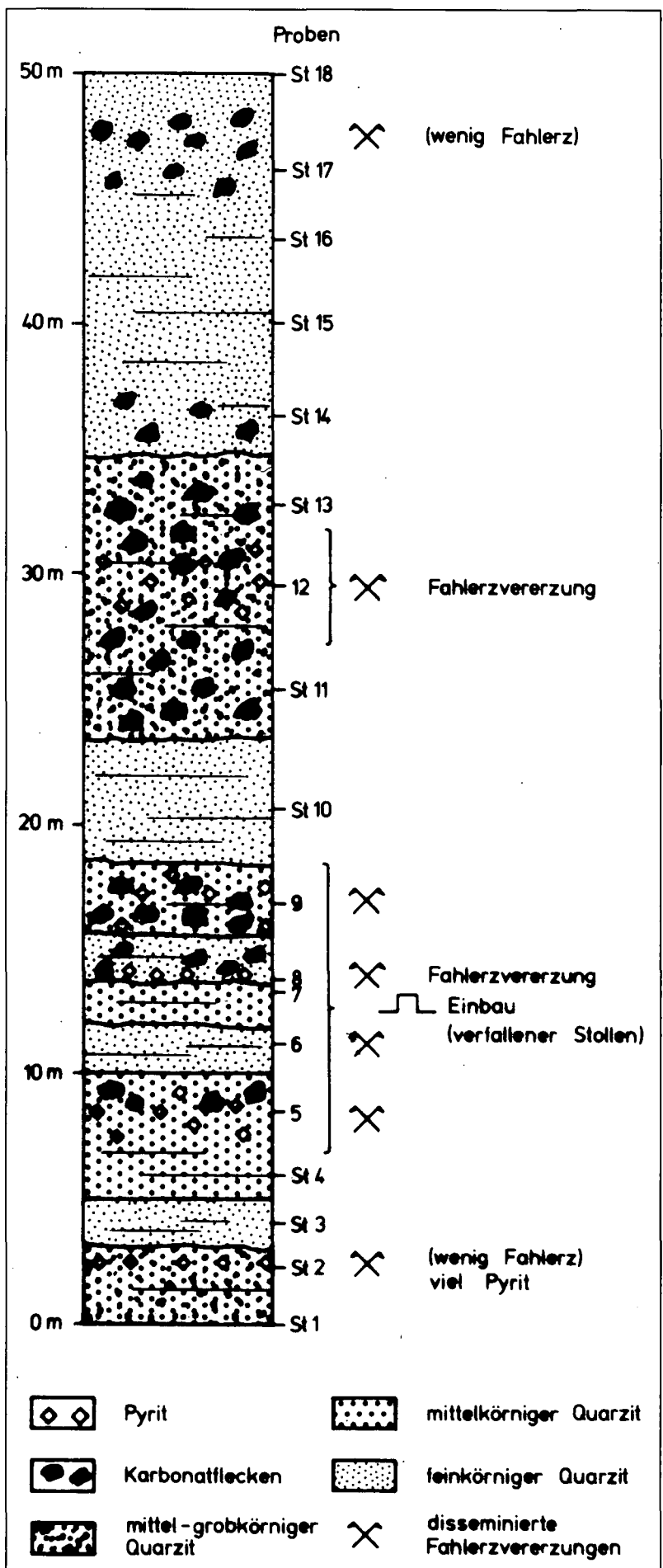
„... nirgends zu sehen und auch nicht zu erwarten ...“ seien.

„Trotz genauesten Absuchens der ganzen Umgebung konnte nichts Entsprechendes entdeckt werden.“

Wie schon früher erwähnt, treten weitere Kupfervererzungen in Skythquarziten auf, nämlich solche bei der Flirscher Skihütte, im Steißbachtal und im Rammlestobel. Die Vorkommen bei der Flirscher Skihütte und im Steißbachtal wurden durch E.P. MATTHIAS (1960: 6, 10, 1961: 9) und K. VOHRZYKA (1968: 67, 68) als Mineralisationen im Verrucano angesehen.

Östlich von Flirsch, knapp oberhalb der Flirscher Skihütte, gibt es einen alten nur noch auf rund 3 m befahrbaren Stollen mit einer Halde. Bisher wurden von hier Tetraedrit, etwas Kupferkies, Pyrit und als Gangart Quarz beschrieben. Das Haupterzmineral ist hier Fahlerz, das in bis zu 0,1 mm großen Funken die Intergranulare füllt (Taf. 3, Fig. 1) oder zu bis zu 0,9 mm großen Kornhaufen agglomeriert wurde (Taf. 3, Fig. 2). Lagerart ist Quarz, meist xenomorph.

Im Steißbachtal gibt es einen alten Bergbau des 15. und 16. Jahrhunderts mit (zumindest) drei Stollen und einem ausgehenden Grubengebäude (R. v. SRBIK, 1929; J. MÜLLER, 1929:43; E.P. MATTHIAS, 1960:6).



bb. 3. Profil durch die „vererzten Quarzite“ im Steißbachtal (1920–1970 m SH).

K.W. v. DALLA TORRE (1913: 45) glaubte fälschlicherweise, daß hier alte Gruben auf Bleiglanz vorlägen. Nach E.P. MATTHIAS (1960, 1961) und K. VOHRZYKA (1968: 68) ging man hier einem erzführenden Quarzlagergang von 10–20 cm Mächtigkeit mit Tetraedrit, Kupferkies, Pyrit, Malachit und Azurit nach. Dieser Befund konnte nicht bestätigt werden.

Im Steißbachtal treten Fahlerzmineralisationen in mehreren (7) Horizonten innerhalb einer rund 50 m mächtigen Abfolge auf (Abb. 3). Alle Vererzungen sind schichtgebunden und disseminiert; einige treten in Quarziten mit Karbonatflecken auf (Taf. 3, Fig. 3). Dazu: S.E. TISCHLER (1978: 494). Manchmal verheilen diese Karbonate (zusammen mit Fahlerz) auch schmale quergreifende Klüfte. Die reichste Vererzung dürfte die gewesen sein, der man mit einem heute verbrochenen Einbau folgte. Sie ist an fein- und mittelkörnige karbonatführende Quarzite gebunden, die sich auch durch eine relativ starke Ti-Führung auszeichnen (Taf. 3, Fig. 4). Die Vererzung besteht hier aus Fahlerz, Bornit (manchmal miteinander in der Form von Kokarden verwachsen; Taf. 3, Fig. 5, 6).

Auch die nächstfolgende (zweitjüngste) Fahlerzvererzung der Quarzite, etwa 30 m im Hangenden der ältesten gelegen, führt Karbonatflecken und auffallend viele Ti-Träger: in der Grundmasse bis zu 0,07 mm groß werdende Titanitkörnchen und, vor allem an feine Klüfte gebunden, ebenso groß werdende Rutilkörnchen. Der Pyrit dieser Vererzung bildet fallweise Kornhaufen; von eigentlichen Framboiden kann man dabei aber noch nicht sprechen. Vom Steißbachtal wurde durch E.P. MATTHIAS (1960) das Auftreten von Maucherit oder Kobaltglanz als fraglich, durch K. VOHRZYKA (1968) als gesichert angegeben. Die nun erfolgte Nachsuche erbrachte keine ähnlichen Funde.

Der Flirscher Skihütte benachbart (Abb. 1), zeigen auch im Rammlestobel auch schon früher beschürfte zwei Quarzitlagen eine Kupfervererzung (W. HAMMER, 1918: 234). Die tiefere Vererzung (Abb. 4) liegt teilweise in Karbonatflecken führenden Quarziten und besteht in ihren liegenden Anteilen (Probe RT 9) aus maximal 0,09 mm groß werdenden Fahlerz- und wenigen bis zu 0,02 mm messenden Kupferkiesfunken. Die hangenden Lagen (Probe RT 10) zeigen eine feinste Pyritdurchstäubung der Lagerart (Taf. 4, Fig. 1, 2), wobei die Kiesfunken manchmal „Seelen“ zeigen (Taf. 4, Fig. 3). Dieser Staub hat meist eine Korngröße von nur 0,002–0,005 mm, nur selten wird er bis zu 0,02 mm groß.

In Rissen und an den Korngrenzen des Quarzes findet man gröbere (bis zu 0,1 mm messende) Fahlerz- und Kupferkieskörner. Das Fahlerz ist häufig von einem Saum von Kupferglanz und Covellin umgeben. Der Kupferglanz kann örtlich in den Intergranularen das Fahlerz schon völlig verdrängt haben und selbst von bis zu 0,01 mm breiten Covellinsäumen umgeben sein.

Die jüngste Vererzung (Probe RT 14) zeigt bis etwa 0,15 mm groß werdende Fahlerz- und Kupferkieströpfchen, bis 0,02 mm messenden Pyrit und bis zu etwa 0,5 mm großen Kupferglanz.

Weitere Proben von diesem Fundort im Rammlestobel zeigen relativ viel Kupferkies, weiters die starke Bindung der Erzminerale an die Korngrenzen und Risse in der Lagerart (Taf. 4, Fig. 4) und manchmal auch Verdrängungen durch die Erzmineralisation (Taf. 4, Fig. 5, 6). In diesen

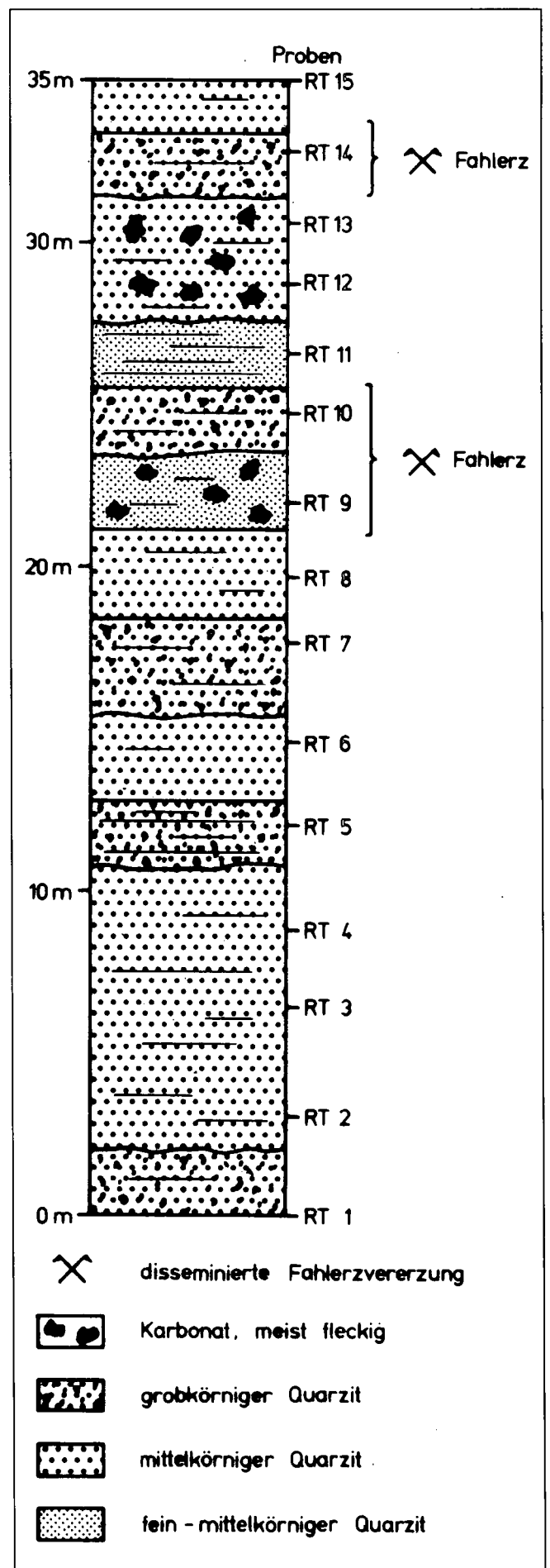


Abb. 4. Profil durch die „vererzten Quarzite“ im Rammlestobel (1730 m SH).

Proben gibt es fallweise auch Bornit und, was genetisch von Interesse ist, im Erz aufgesproßte, maximal 0,06 mm messende, Phyllosilikatblättchen.

Schließlich ist in diesem Zusammenhang zu erwähnen, daß südlich von Pettneu in ähnlichen Quarziten ein weiteres Erzvorkommen liegt, das aber beim Bau der Arlberg-Schnellstraße überrollt wurde. Von dieser Mineralisation, Strohsack (W. HAMMER, 1918: 234, 1920: 82; E.P. MATHIAS, 1961: 9; K. VOHRZYKA, 1968), der man auch bergmännisch nachging, sind Fahlerz und Malachit und als Lagerarten Quarz und Calcit bekannt geworden.

5. Bemerkungen zur Genese der Lagerstätten

Das Kupfererzvorkommen des Obojniggrabens kann, was die Form und den Mineralinhalt betrifft, unschwer zu den Red bed-Lagerstätten gestellt werden.

Alle beschriebenen Lagerstätten des Arlberggebietes enthalten Imprägnationen und bilden typische Sanderze (Sandsteinerze), Kupfersandsteine. In diesen Erzen wurden durch die sulfidischen Erzminerale (und später durch deren oxydische und karbonatische Verwitterungsprodukte) hauptsächlich nur die Intergranularräume und Spaltrisse des Altbestandes gefüllt; metasomatische Verdrängungen können zwar immer wieder beobachtet werden, sind aber von untergeordneter Bedeutung. Die Erzmineralisationen sind schichtgebunden, aber, wie die genannten Metasomatosen und diskordante Gang- bzw. Kluftvererzungen beweisen, epigenetisch.

Auch diese Vererzungen haben eine große Ähnlichkeit mit dem Red bed-Typus. Red bed-Formationen der Ost- und Südalpen enthalten Kupfervererzungen im Montafon (H. ANGERER et al., 1976; J.G. HADITSCH et al., 1978), U-Th-Cu-Mineralisationen bei Fieberbrunn/Hochfilzen (O. SCHULZ & W. LUKAS, 1970), in der Forstau (Salzburg) und in der Steiermark (E. ERKAN, 1977), im Drauzug und in den Südalpen (J.G. HADITSCH & H. MOSTLER, 1974).

Während das Vorkommen im Obojniggraben die größte Ähnlichkeit mit anderen Vererzungen vom Typ Red bed hat, unterscheiden sich die Vererzungen im Arlberggebiet von diesem Typ hauptsächlich nur durch die Fahlerzvererzung.

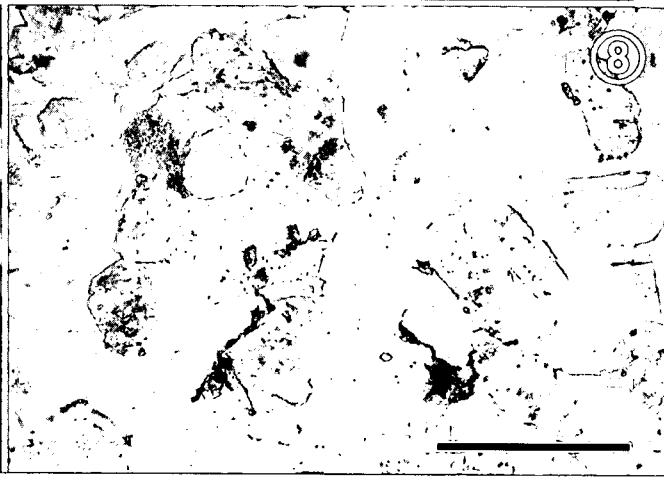
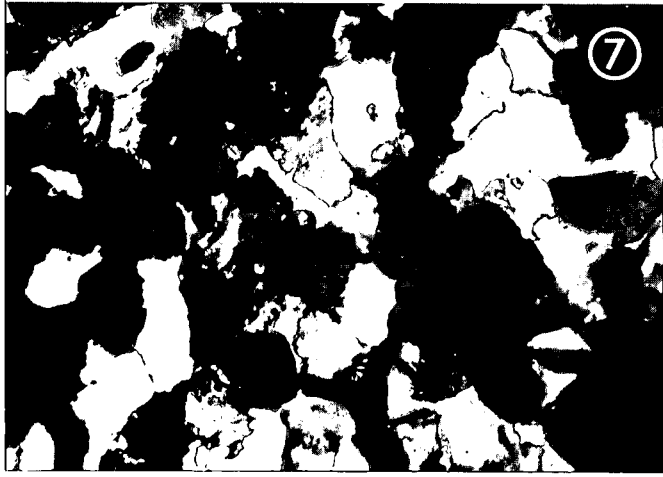
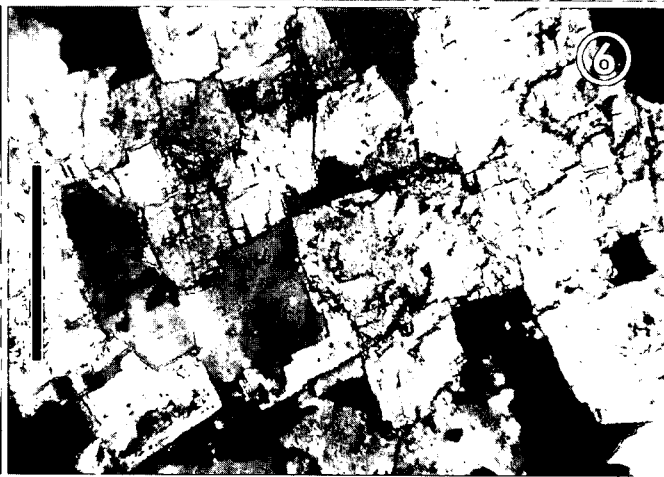
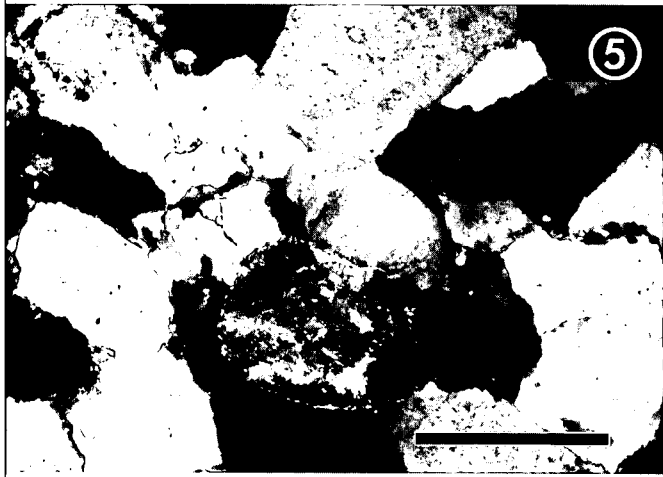
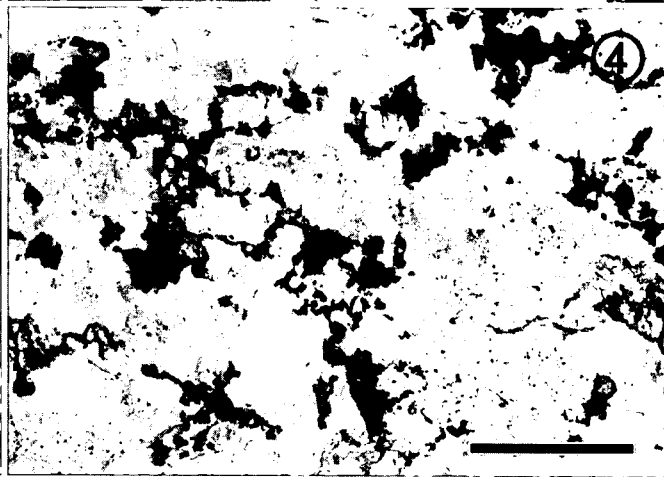
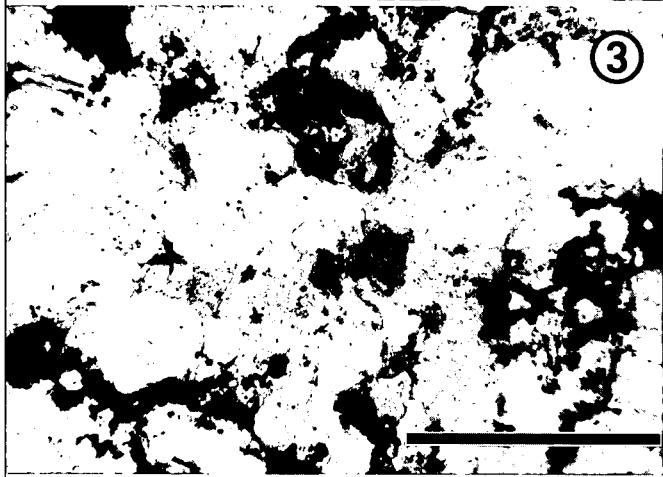
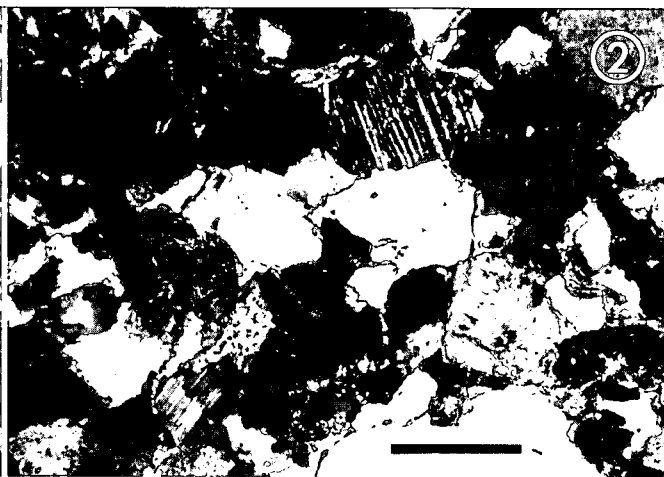
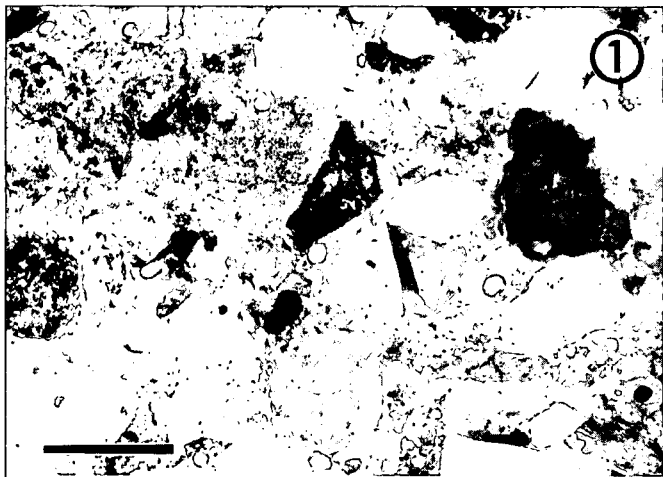
Eine syngenetisch-biogene Bildung der Erze in den Karawanken wie auch am Arlberg kann wegen des Fehlens entsprechender Faziesindikatoren für reduzierendes Milieu ausgeschlossen werden: Die von S.E. TISCHLER (1977, 1978) angeführten framboidalen Pyrite sind anorganogene, diagenetisch gebildete Kornhaufen. Zudem fehlen alle weiteren Hinweise für stagnierende Wässer.

Für eine syndiagenetische bis epigenetische Bildung der Erze des Arlberggebietes durch (tief-)hydrothermale und deszendente, zirkulierende Wässer sprechen die komplexe und stark variierende Zusammensetzung des Fahlerzes, das Fehlen eines Fahlerzdetritus, das Fehlen eines primären Fahlerzgehaltes der detritären Feldspäte (und damit: das Fehlen eines Zusammenhanges mit dem intrapermischen Vulkanismus) und die geringen Verdrängungserscheinungen, wie sie in schwer löslichen SiO₂-reichen Gesteinen für derartige Imprägnationen charakteristisch sind (H. SCHNEIDERHÖHN, 1962: 111). In diesem Zusammenhang sei auch bemerkt, daß auch für die Sanderze des Weißliegenden eine syndiagenetische Bildung angenommen wird.

Die hypogenen Erzlösungen sind einerseits mit aller Wahrscheinlichkeit nicht-magmatogenen (= pseudohydrothermalen) Charakters (H. SCHNEIDERHÖHN, 1941: 308, 1944:247) und wurden offensichtlich monoaszendend zugeführt. Bei der Annahme einer infiltrativ-nichtmagmatischen Metallquelle für diese fahlerzbetonten Sanderze kommen als Lösungen in erster Linie parahydrothermale aus dem variszischen Untergrund der Nördlichen Kalkalpen in Frage. Damit wären die Fahlerz-Vorkommen des Arlberggebietes als deuterogene und diplogenetische Bildungen (T.S. LOVERING, 1963: 317) zu bezeichnen, die später noch bruchhaft und, wie das Aufsprossen von Phyllosilikaten beweist, durch geringmetamorphe Vorgänge überformt wurden. Schließlich kam es (in der Zementationszone dieser Vorkommen) noch zu supergenen Veränderungen, sodaß die betrachteten Lagerstätten des Arlberggebietes als mesogen (H. SCHMITT, 1954: 202, 203) zu bezeichnen sind.

Somit handelt es sich bei den permischen Sanderzen des Obojniggrabens um Erze einer Red bed-Lagerstätte, bei denen des Stanzertales im Arlberggebiet um diplogenetisch gebildete mesogene Vorkommen, die Red bed-Lagerstätten s.str. ähnlich sind.

- Fig. 1: **Arkosischer Arenit**
aus der Gröden-Formation im Obojniggraben, reich an sauren vulkanischen Gesteinsbruchstücken (dunkle Komponenten, teilweise mit Quarz-Einsprenglingen) und detritischen Feldspäten.
Durchlicht, 1 Pol., Balkenlänge = 1 mm.
- Fig. 2: **Arkosischer Arenit**
aus der Gröden-Formation im Obojniggraben mit zahlreichen detritischen Feldspäten, teilweise polysynthetisch verzwillingt.
Durchlicht, + Pol., Balkenlänge = 0,5 mm.
- Fig. 3: **Grödener Sandstein**
aus dem Obojniggraben mit fein verteilten Erzmineralen im Porenraum (schwarz).
Durchlicht, 1 Pol., Balkenlänge = 0,5 mm.
- Fig. 4: **Quarzit**
aus dem Steißbachtal mit fein verteilten Erzmineralen im Porenraum.
Durchlicht, 1 Pol., Balkenlänge = 0,1 mm.
- Fig. 5: **Quarzreicher, zementierter Sandstein (Quarzarenit)**
aus den weißen Quarziten im Rammlestobel mit stärker zersetztem detritischem Feldspatkorn (in der Mitte der unteren Bildhälfte).
Durchlicht, + Pol., Balkenlänge = 0,5 mm.
- Fig. 6: **Sandstein (arkosischer Arenit)**
aus den weißen Quarziten im Rammlestobel mit fleckenweise spätdiagenetisch gebildetem, grobspätigem Karbonatzement.
Durchlicht, + Pol., Balkenlänge = 0,5 mm.
- Fig. 7: **Arkosischer Arenit**
aus den weißen Quarziten im Rammlestobel, gut ausgewaschen und stark zementiert durch authigene Quarz- und Feldspat-anwachssäume.
Durchlicht, + Pol., Balkenlänge = 0,5 mm.
- Fig. 8: **Wie Fig. 7, jedoch unter 1 Polarisator.**



Tafel 2

Fig. 1: **Armerz.**

Kupferglanz (hell, glatt) und Malachit (dunkel) in den Intergranularen des Sandsteins.
Obojniggraben.
Auflicht, 1 Pol., 98 x.

Fig. 2: **Sanderz**

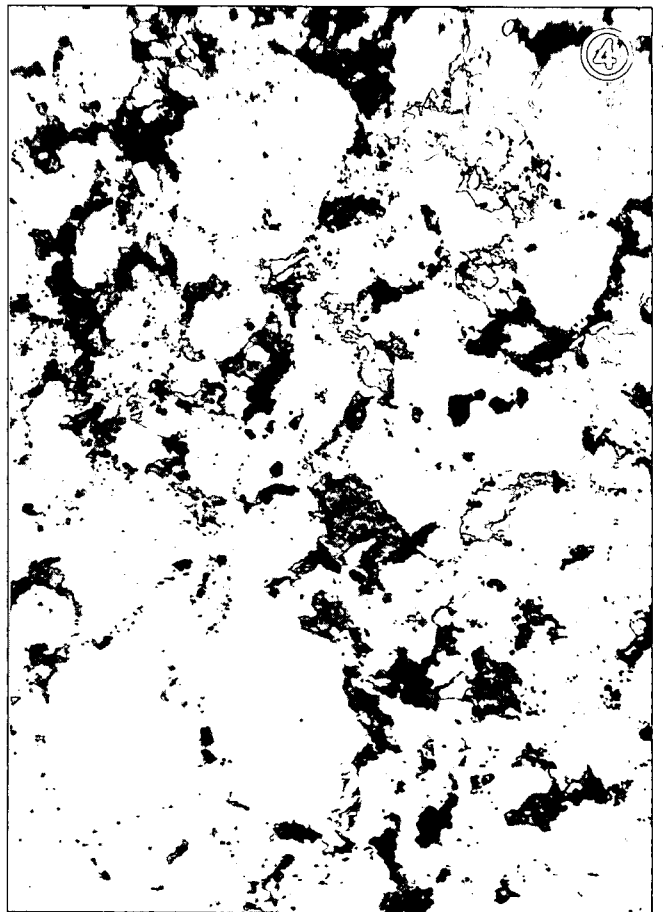
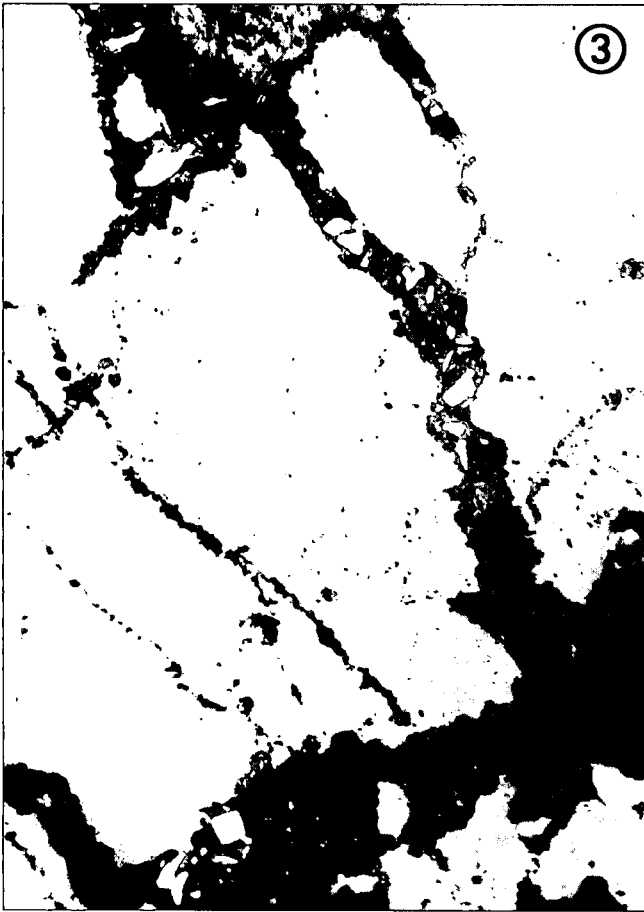
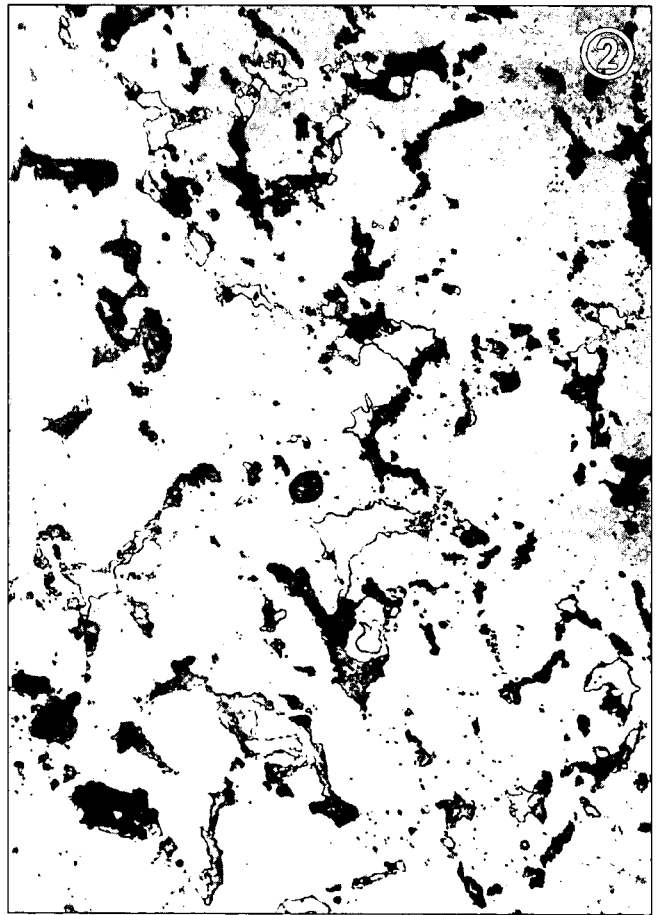
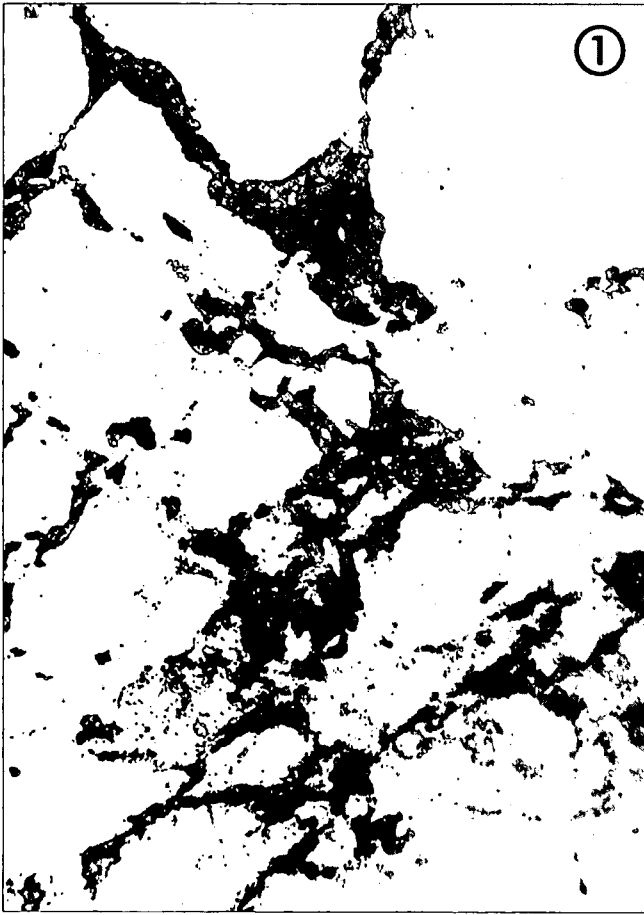
mit Kupferglanz (hell, glatt).
Obojniggraben.
Auflicht, 1 Pol., 98 x.

Fig. 3: **Kataklastischer Rutil (hell)**

in Klüften des Sandsteins.
Obojniggraben.
Auflicht, 1 Pol., 248 x.

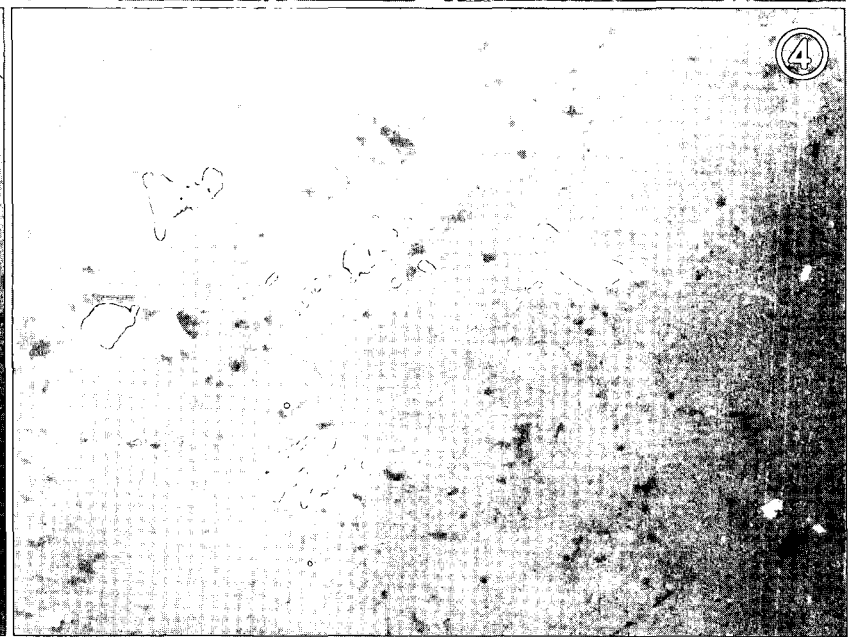
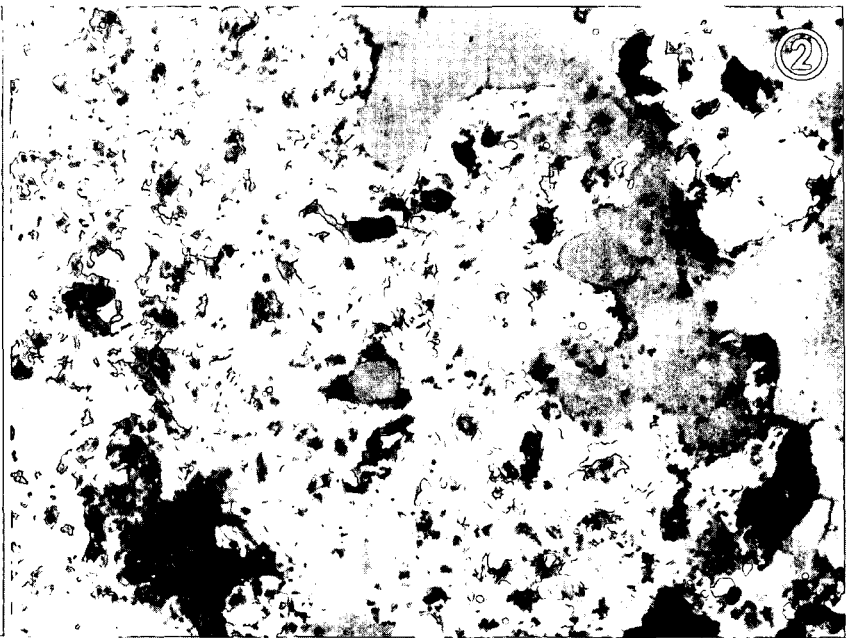
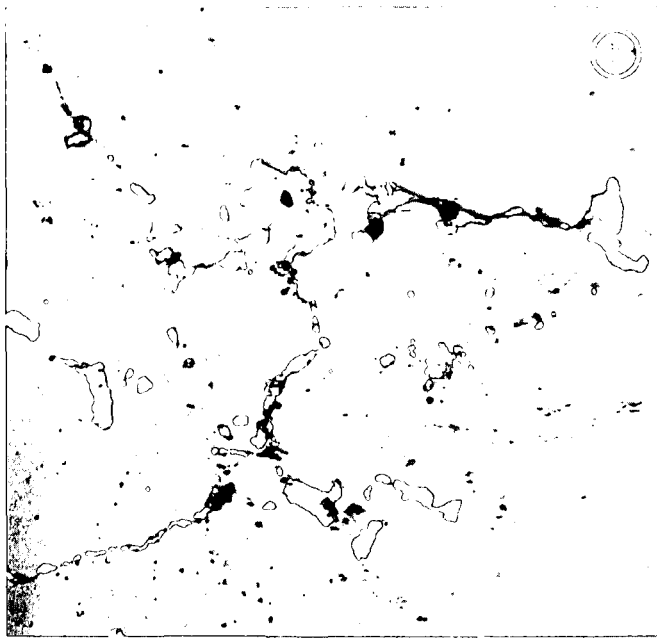
Fig. 4: **Erz aus der Zementationszone.**

Covellin (hell) verdrängte die primären Erzminerale (Kupferglanz, Bornit, Kupferkies) und wurde selbst teilweise durch Malachit und Azurit (dunkel) verdrängt.
98 x.



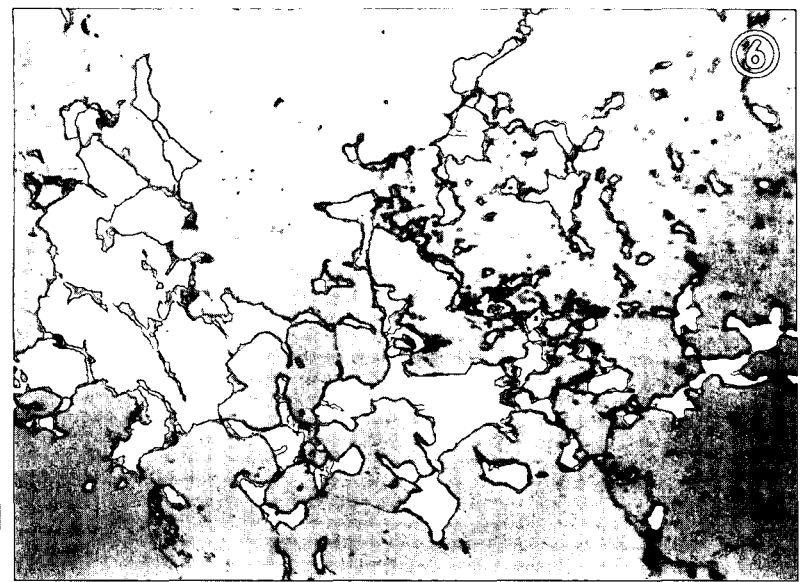
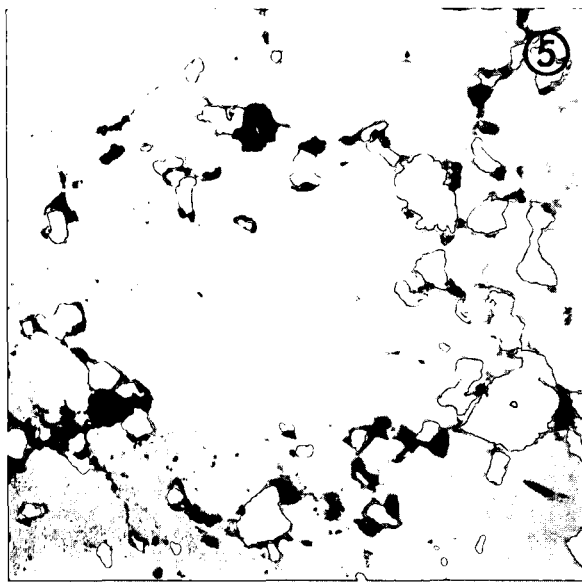
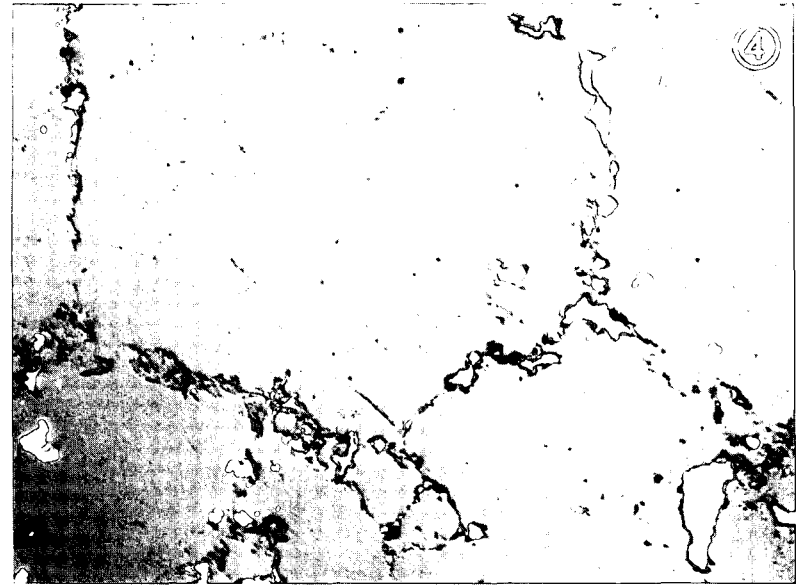
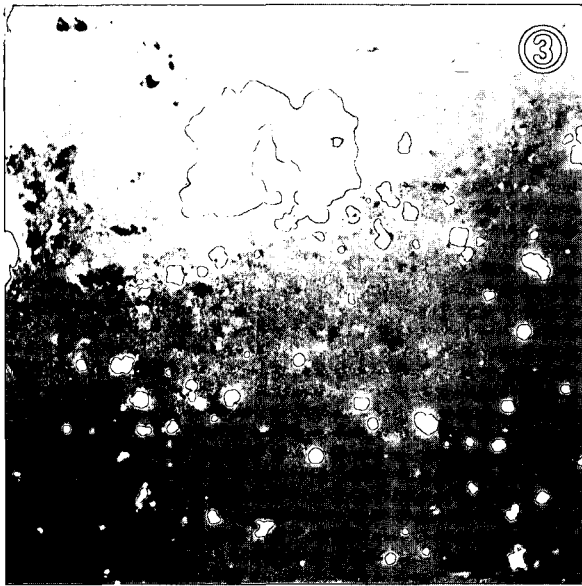
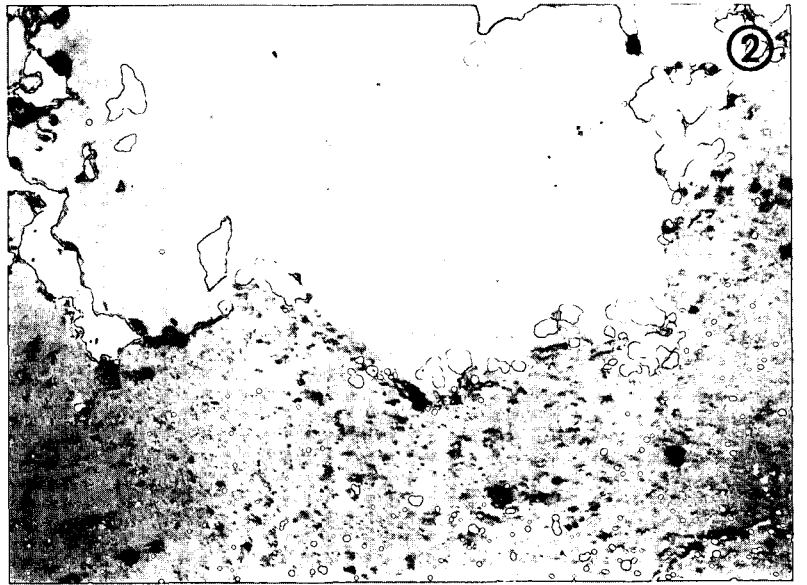
Tafel 3

- Fig. 1: **Fahlerz**
in den Intergranularen des Quarzites.
Flirscher Skihütte.
Auflicht, 1 Pol., 88 x.
- Fig. 2: **Fahlerz (hell) und sekundäre Kupfer- und Eisenminerale (hellgrau)**
mit Quarz (dunkelgrau, glatt) als Lagerart.
Flirscher Skihütte.
Auflicht, 1 Pol., 95 x.
- Fig. 3: **Fahlerz (hell) mit Karbonat (grau in verschiedenen Helligkeiten)**
in Quarz (grau, glatt).
Steißbachtal, Probe ST 5.
Auflicht, 1 Pol., 86 x.
- Fig. 4: **Ti-Träger (Titanit, Rutil; hell)**
in nur sehr schwach vererzter Lagerart.
Steißbachtal, Probe ST 8.
Auflicht, 1 Pol., 96 x.
- Fig. 5: **Fahlerz (hellgrau) und Bornit (weiß)**
in unregelmäßigen, z. T. durch metasomatische Verdrängung erweiterten Intergranularräumen.
Steißbachtal, Probe ST 9.
Auflicht, 1 Pol., 244 x.
- Fig. 6: **Fahlerz-Bornit-Kokarden**
Fahlerz (grau) als „Seelen“ in Bornit (hellgrau).
Steißbachtal, Probe ST 9.
Auflicht, 1 Pol., 610 x.



Tafel 4

- Fig. 1: **Feine Pyritdurchstäubung.**
Fahlerz gröber, in Intergranularen und Rissen der Lagerart.
Rammlestobel, Probe RT 10.
Auflicht, 1 Pol., 82 ×.
- Fig. 2: **Stärkere Fahlerzkonzentration**
an der Grenze des pyritdurchstäubten Bereiches zur Lagerart (Quarz, hellgrau, glatt).
Rammlestobel, Probe RT 10.
Auflicht, 1 Pol., 88 ×.
- Fig. 3: **Manche Pyrite des Staubes zeigen „Seelen“.**
Hellgrau, gröberkörnig: Fahlerz.
Rammlestobel, Probe RT 10.
Auflicht, 1 Pol., 218 ×.
- Fig. 4: **Fahlerz und Kupferkies**
(in der Abbildung durch das höhere Reflexionsvermögen des Kupferkieses zu unterscheiden) zeichnen die Korngrenzen des Quarzites nach.
Rammlestobel.
Auflicht, 1 Pol., 88 ×.
- Fig. 5: **Fahlerz verdrängte teilweise den Altbestand**
und bildete daher größere Körner.
Rammlestobel.
Auflicht, 1 Pol., 88 ×.
- Fig. 6: **Unterschiedlich starke Verdrängung des Altbestandes**
durch Fahlerz.
Rammlestobel.
Auflicht, 1 Pol., 224 ×.



Literatur

- ANGERER, H., HADITSCH, J.G., LEICHTFRIED, W. & MOSTLER, H. (1976): Disseminierte Kupfererze im Perm des Montafon (Vorarlberg). – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **6**, 7/8, 1–57.
- BAUER, F.K. (1981): Geologische Gebietskarte der Republik Österreich, Karawanken, Ostteil, Blatt 1, 2, 3, 1:25.000. – Geol. B.-A., Wien.
- BRUNLECHNER, A. (1884): Die Minerale des Herzogthums Kärnten. – 130 S., Klagenfurt.
- BUGGISCH, W. (1978): Die Grödener Schichten (Perm, Südalpen). Sedimentologische und geochemische Untersuchungen zur Unterscheidung mariner und kontinentaler Sedimente. – Geol. Rdsch., **67**, 149–180, Stuttgart.
- DALLA TORRE, K.W.V. (1913): Tirol, Vorarlberg und Liechtenstein. – Junk's Natur-Führer, 486 S.
- ERKAN, E. (1977): Uran- und gipsführendes Perm in den östlichen Ostalpen. – BHM, **122/2a**, 9–17, Wien.
- FELLNERER, R. (1964): Zur Geologie des Südrandes der nördlichen Kalkalpen zwischen Schnann und Arlberg (Lechtaler Alpen). – Z. deutsch. geol. Ges., **116**, 832–858, Hannover.
- FRIEDRICH, O.M. (1953): Zur Erzlagerstättenkarte der Ostalpen. – Radex-Rdsch., 7/8, 371–407, Radenthein.
- HADITSCH, J.G. (1979): Erze, feste Energierohstoffe, Industriemineralien, Steine und Erden. – Grundlagen der Rohstoffversorgung, **2**, Lagerstätten fester mineralischer Rohstoffe in Österreich und ihre Bedeutung, 5–45, Wien.
- HADITSCH, J.G., LEICHTFRIED, W. & MOSTLER, H. (1978): Intraskythische exogen (mechanisch-)sedimentäre Cu-Vererzungen im Montafon (Vorarlberg). – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **8**, 183–207.
- HADITSCH, J.G. & MOSTLER, H. (1974): Mineralisationen im Perm der Ostalpen. – Carinthia II, **164/84**, 63–81, Klagenfurt.
- KRAINER, K. (1981): Zur Sedimentologie und Vererzung des Permoskyths im Stanzer Tal/Arlberg (Westtirol) unter besonderer Berücksichtigung der Hangendquarzite. – Unveröff. Diss. Univ. Innsbruck, 106 S.
- KRAINER, K. (1982): Zur Sedimentologie und Vererzung der „Hangendquarzite“ im Stanzer Tal/Arlberg (Tirol). – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **12**, 81–94.
- KRAINER, K. (1985): Zur Sedimentologie des Alpenen Buntsandsteines und der Werfener Schichten (Skyth) Kärntens. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **14**, 21–81.
- KRAINER, K. (1987a): Zusammensetzung und fazielle Entwicklung des Alpenen Buntsandsteines und der Werfener Schichten im westlichen Drauzug (Kärnten/Osttirol). – Jahrb. Geol. B.-A., **130**, 61–91, Wien.
- KRAINER, K. (1987b): Das Perm der Gurktaler Decke: eine sedimentologische Analyse. – Carinthia II, **177/97**, 49–92, Klagenfurt.
- KRAINER, K. (1989): Zum gegenwärtigen Stand der Permoskythforschung im Drauzug. – Carinthia II, **179/99**, 371–382, Klagenfurt.
- KRAINER, K. (1990): Fazielle und sedimentpetrographische Untersuchungen im Perm des Drauzuges. – Mitt. österr. geol. Ges., **82** (1989), 49–78, Wien.
- KRAINER, K. & SPÖTL, Ch. (1989): Detrital and authigenic feldspars in Permian and early Triassic sandstones, Eastern Alps (Austria). – Sedimentary Geology, **62**, 59–77, Amsterdam.
- KRAJICEK, E. (1940): Notiz zu einem Kupfererzvorkommen im Obojnikgraben (Karawanken). – BHM., **88/4**, 47–53.
- LOVERING, T.S. (1963): Epigenetic, diagenetic, syngenetic, and lithogene deposits. – Econ. Geol., **58/3**, 315–331, New Haven.
- MASSARI, F., CONTI, M.A., FONTANA, D., HELMHOLD, K., MARIOTTI, N., NERI, C., NICOSIA, U., ORI, G.G., PASINI, M. & PITTAU, P. (1988): The Val Gardena Sandstone and Bellerophon Formation in the Bletterbach Gorge (Alto Adige, Italy): Biostratigraphy and Sedimentology. – Mem. Sci. Geol., **XL**, 229–273, Padova.
- MATTHIAS, E.P. (1960): Die metallogenetische Stellung der Erzlagerstätten im Bereich Engadin und Arlberg. – Unveröff. Diss. Mont. Hochschule Leoben.
- MATTHIAS, E.P. (1961): Die metallogenetische Stellung der Erzlagerstätten im Bereich Engadin und Arlberg. – BHM., **106/1**, 1–13, 3, 45–55, Wien.
- MOSTLER, H., KRAINER, K. & STINGL, V. (1982): Erzlagerstätten in der postvariszischen Transgressionsserie im Arlberggebiet. – Arch.f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **2**, 131–136, Wien.
- MÜLLER, J. (1929): Geologische Gedanken am Arlberg. – Festschrift Sekt. Ulm d. DÖAV, 39–48.
- PETTIJOHN, F.J., POTTER, P.E. & SIEVER, R. (1973): Sand and Sandstone. – 618 S., Springer Verlag, Berlin.
- PETTIJOHN, F.J., POTTER, P.E. & SIEVER, R. (1978): Sand and Sandstone. – 2. Aufl., 553 S., Springer Verlag, Berlin.
- SCHMITT, H. (1954): Certain terms of mining geology as defined and used. – Econ. Geol., **49/2**, 198–204, New Haven.
- SCHNEIDERHÖHN, H. (1941): Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde. – 1. Bd., 858 S., Jena.
- SCHNEIDERHÖHN, H. (1944): Erzlagerstätten. – 290 S., Jena.
- SCHNEIDERHÖHN, H. (1962): Erzlagerstätten. – 4. Aufl., 371 S.
- SCHROLL, E. & AZER IBRAHIM, N. (1961): Beitrag zur Kenntnis ostalpiner Fahlerze. – TMPM, **VII/1–2**, 70–105, Wien.
- SCHULZ, O. & LUKAS, W. (1970): Urananreicherungen im permoskythischen Buntsandstein bei Fieberbrunn-Hochfilzen (Tirol). – Anz. math.-naturw. Kl. Akad. Wiss., **2**, 45–47, Wien.
- SEELAND, F. (1876): Neue Mineralfunde im Ebriachgraben bei Kappel. – Carinthia, **66**, 237–239, Klagenfurt.
- SRBIK, R. v. (1929): Überblick des Bergbaues von Tirol und Vorarlberg in Vergangenheit und Gegenwart. – Ber. naturwiss.-mediz. Verein Innsbruck, **41**, 113–279, Innsbruck.
- STINGL, V. (1981): Zur Sedimentologie und Vererzung des Permoskyth Arlberggebiet unter besonderer Berücksichtigung des Alpenen Verrucano. – Unveröff. Diss. Univ. Innsbruck, 109 S.
- STINGL, V. (1982): Sedimentologie und Vererzung des Alpenen Verrucano im Stanzertal (Tirol). – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **12**, 71–80.
- STINGL, V. (1984): Alpiner Buntsandstein und Werfener Schichten bei Leogang (Salzburg). – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **14**, 1–19.
- STINGL, V. (1987): Die fazielle Entwicklung des Alpenen Buntsandsteines (Skyth) im Westabschnitt der Nördlichen Kalkalpen (Tirol/Salzburg, Österreich). – Geol. Rdsch., **76**, 647–664, Stuttgart.
- TELLER, F. (1898): Erläuterungen der Geologischen Karte Eisenkappel und Kanker. – 142 S., Wien.
- TISCHLER, S.E. (1977): Die Verrucano- und Buntsandsteinerze in Nordtirol. – Unveröff. Diss. Univ. Innsbruck.
- TISCHLER, S.E. (1978): The Verrucano and Buntsandstein ores in Northern Tyrol. – Verh. Geol. B.-A., **3**, 491–497, Wien.
- VOHRZYKA, K. (1968): Die Erzlagerstätten von Nordtirol und ihr Verhältnis zur alpinen Tektonik. – Jb. Geol. B.-A., **111**, 3–88, Wien.